GLOBALE KLIMAÆNDRINGER
- HVORFOR, HVORDAN OG HVORNÅR?

Professor Eigil Kaas
Niels Bohr Instituttet, Københavns Universitet

ATV MØDE
KLIMAÆNDRINGERS BETYDNING FOR VANDKREDSLØBET

HELNAN MARSELIS HOTEL
4. oktober 2006

VISIT…

LANZAROTE Caliente.COM

RESUMÉ

Afsnittet indledes med en gennemgang af nogle grundlæggende mekanismer, der bestemmer Jordens klima og variationer/ændringer i klimaet. Forståelse af disse er vigtig for at kunne indse betydningen af ændringer i koncentrationen af drivhusgasser og andre påvirkninger af klimaet. De grundlæggende energibalancer og energistrømme i klimaet gennemgås og begreberne strålingspåvirkning og klimatiske tilbagekoblingsmekanismer introduceres.

Kvantificering af effekten af mange forskelle og vekselvirkende tilbagekoblinger kan kun foretages med modeller der simulerer klimaets helt grundlæggende fysiske processer. Opbygningen af de klimamodeller, der benyttes til at simulere fremtidige klimaændringer, gennemgås dernæst.

En gennemgang af nogle grundlæggende træk ved beregnede ændringer af fremtidens klima viser, at ændringerne i den hydrologiske cyklus er ganske markante. Dette hænger i høj grad sammen med atmosfærens stærkt temperaturafhængige evne til at indeholde vanddamp, og det har stor betydning for karakteren af den nedbør der falder – også i Danmark.

Der afsluttes med en diskussion af nogle af grundlæggende usikkerhedsfaktorer i forbindelse med mulige fremtidige klimaændringer.

JORDENS ENERGIBALANCE OG DRIVHUSEFFEKTEN

Jordens albedo er omkring 0,31, dvs. at ca. 31% af den solstråling, der når planeten kastes tilbage til verdensrummet, medens resten absorberes i atmosfæren, landjorden og oceanerne og medvirker til at opvarme disse. Hvis den samlede mængde solstråling, som når Jorden, tiltager og/eller den planetære albedo aftager, vil der komme mere opvarmende solstråling til Jorden, som kan føre til globale temperaturstigninger.

Jorden slipper af med den absorberede solenergi ved at udstråle infrarød stråling ("sortlegemestråling"). I gennemsnit over lang tid udstråles lige så meget energi, som der modtages i form af solstråling. For sortlegemestråling gælder Stefan-Boltzmann's lov, der siger at den samlede udstrålede energi per kvadratmeter integreret over alle bølgelængder afhænger af legemets (fx jordoverfladens) absolutte temperatur i fjerde potens:

$$E = \sigma T^4 \ , \qquad \sigma = 5.67\times10^{-8}\ \mathrm{Wm^{-2}K^{-4}}$$

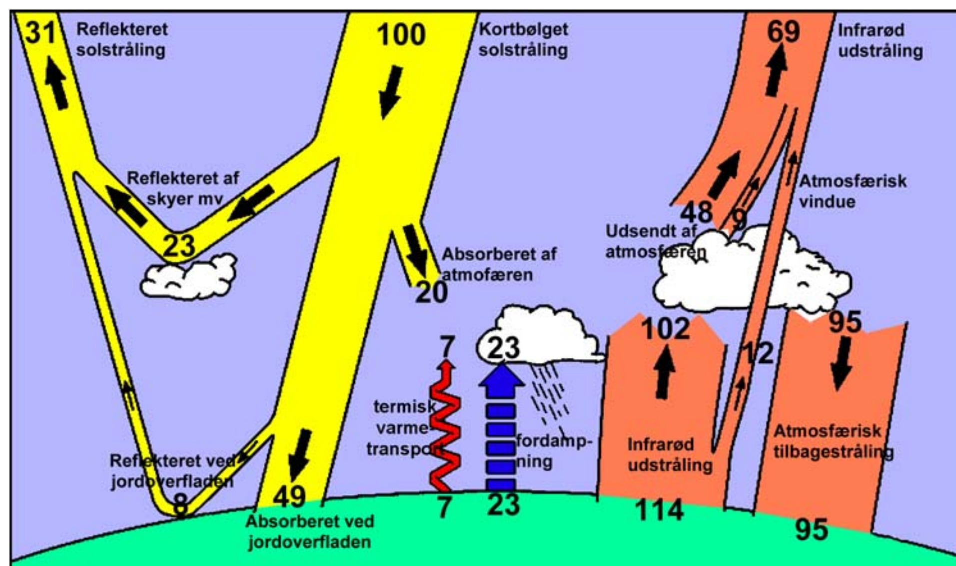
De fleste legemer er ikke såkaldt perfekte sorte legemer, og de kan derfor ikke udstråle den fulde sortlegemestråling svarende til deres temperatur. Groft taget kan man dog regne med, at jordoverfladen er tæt på at være et sort legene. Da man kender den samlede solstråling og albedoen, kan man lave en meget simpel klimamodel for Jordens overfladetemperatur ved at antage at sortlegemestrålingen fra overfladen alene skulle balancere al den indkomne solstråling. Resultatet af denne simple beregning er ca. -19˚C, hvilket jo er langt under de ca. 15˚C, der i gennemsnit er på Jordens overflade. Da den simple energibalanceberegning giver et så forkert bud på, hvad Jordens overfladetemperatur er, må der være en meget effektiv mekanisme, der ikke er medtaget, som kan holde på varmen. Denne mekanisme er drivhuseffekten. Drivhuseffekten er således helt afgørende for, at den form for liv, vi kender i dag, kan eksistere på Jorden.

Drivhuseffekten virker ved, at bestemte luftarter (drivhusgasserne) og skyerne absorberer en del af den infrarøde stråling, der kommer nedefra. Dermed opvarmes atmosfæren. Atmosfæren slipper af med denne varme igen ved at drivhusgasser og skyer udstråler varmestråling både opad og nedad mod Jorden. Ved jordoverfladen modtages således både den direkte solenergi og den energi, der

kommer fra den infrarøde tilbagestråling fra atmosfæren. Effektivt set virker drivhusgasserne og skyerne på denne måde som en slags isolerende lag, der holder på varmen i atmosfæren, oceanerne og jordoverfladen. Temperaturen bliver således højere, end den ville være uden en atmosfære.

De vigtigste drivhusgasser er vanddamp (H_2O), kuldioxid (CO_2), metan (CH_4), lattergas (N_2O), CFC-gasser (freongasser) og ozon (O_3). Det er ikke muligt på en entydig måde at rangordne bidraget til den totale drivhuseffekt fra de forskellige drivhusgasser og fra skyerne. Dette skyldes blandt andet, at der er spektralt overlap mellem bidragene: Hvis fx man fjernede skyerne ville drivhusgasserne overtage en del af skyernes rolle, og hvis man fjernede kuldioxid fra atmosfæren, ville de andre drivhusgasser og skyerne overtage en del kuldioxids bidrag. I meget grove træk kan man dog sige, at forholdet mellem de tre vigtigste bidragydere til den naturlige drivhuseffekt, nemlig vanddamp, skyer og kuldioxid, er ca. 2-1-1.

Det kan umiddelbart undre, at kuldioxid spiller så stor en relativ rolle, når man tager i betragtning, at denne gas forekommer i meget små mængder i forhold til vanddamp. Dette skyldes, at det enkelte vanddampmolekyle ikke er nær så effektivt som kuldioxid-molekyle til at absorbere og udsende infrarød stråling. Kuldioxid absorberer primært infrarød stråling ved bølgelængder fra 12-18 μm. Vanddamp absorberer mere jævnt men mindre effektivt over mange forskellige bølgelængder. I bølgelængdeområdet fra 8-12 μm absorberer og udsender drivhusgasserne generelt meget lidt stråling. Disse bølgelængder kaldes også det atmosfæriske vindue, fordi strålingen kan passere relativt uhindret igennem atmosfæren, dog ikke så frit som synligt lys kan. Skyerne absorberer og udsender infrarød stråling ved alle bølgelængder, altså også i det atmosfæriske vindue.



Figur 1. Et af de nyeste estimater af energistrømme i procent for hele planeten. 100% svarer til denne gennemsnitlige indkomne solstråling på 342 W/m^2 hen over døgnet og hen over året ved toppen at Jordens atmosfære.

Figur 1. er en skematisk beskrivelse af de fundamentale energistrømme mellem jordoverfladen (inklusive oceaner), atmosfæren og verdensrummet. 23% af den indkomne stråling reflekteres tilbage til verdensrummet af skyer, partikler og gasser i atmosfæren. 8% af solstrålingen reflekteres ved jordoverfladen og her er vegetation og sne/is-dække afgørende faktorer. Ca. 20% absorberes i atmosfæren, især af vanddamp, ozon og skyer. 49% absorberes ved jordoverfladen og opvarmer altså jord og oceaner.

Overfladen slipper af med en betydelig del af varmen, ved afkøling via fordampning fra overfladen (23%). Når vanddampen fortætter i skyerne til skydråber og nedbør, bliver varmen frigivet igen og opvarmer altså atmosfæren. Overfladen slipper også af med varmen ved, at der overføres termisk varmeenergi især via luftens turbulente bevægelser (7%). Efter overfladens varmetab fra fordampning og termisk varmeledning behøver nettoudstrålingen af infrarød stråling fra overfladen kun være 19%, for at der er balance. Men dette tal dækker over, at der udsendes 114% (altså mere end den samlede solstråling), som jf. Stefan-Boltzmann's lov modsvarer jordoverfladens og oceanernes reelle temperatur. Desuden modtager overfladen ikke mindre end 95% infrarød stråling fra den atmosfæriske nedadrettede stråling fra skyer og drivhusgasser. Hvis den simple energibalancemodel, som er nævnt ovenfor, var korrekt, havde der slet ikke været nogen tilbagestråling – dvs. drivhuseffekt.

Omkring 12% af den infrarøde stråling som udsendes fra overfladen går direkte igennem fra overfladen til verdensrummet. Den uhindrede passage finder dog kun sted, når der er få eller ingen skyer, og det drejer sig primært, om stråling i det atmosfæriske vindue (8-12 μm).

Skyer spiller en helt afgørende rolle for energiregnskabet, men der er forskel på, hvordan de virker. Højtliggende skyer giver et stort bidrag til drivhuseffekten, fordi de er meget kolde. Dette betyder nemlig, at den infrarøde energiudstråling, altså energitabet, fra toppen af disse skyer er meget mindre, end det ville være, hvis strålingen blev udsendt fra et lavere og varmere niveau. Dette er særligt effektfuldt for bølgelængder omkring det atmosfæriske vindue, hvor strålingen kan fortsætte relativt uhindret ud i universet fra den øverste sky eller fra overfladen, hvis der ikke er nogen skyer. På trods af skyernes opvarmende infrarøde bidrag, giver deres tilstedeværelse samlet set en afkøling af klimaet på omkring 20 W/m^2. Dette skyldes især deres store bidrag til albedoen. Nogle af de mest afkølende meget hvide skyer er stratocumulus over hav i de subtropiske områder. Dette er relativt lavtliggende skyer, som blandt andet er meget udbredte i et område vest for Sydamerika. Nogle af de skyer, der opvarmer klimaet er tynde højtliggende cirrusskyer, hvor drivhuseffektbidraget altså vinder over albedoeffekten.

KLIMAVARIATIONER, KLIMAPÅVIRKNING OG -TILBAGEKOBLINGER

Ændringer i atmosfærens strålingsforhold fører til ændringer i alle energi-balancer og energistrømme i klimasystemet – dvs. til ændringer i tallene på Figur 1. Ændringer i den mængde *sollys* planeten modtager hænger typisk sammen med ændringer/variationer i

- jordoverfladens farve,
- mængden og karakteren af skydækket,
- mængden af forskellige partikler (både menneskeskabte og naturlige fx fra vulkaner),
- Jordens bane om solen,
- solens aktivitetsniveau.

Ændringer i styrken af *drivhuseffekten* er relateret til menneskeskabte eller naturlige ændringer i mængden af atmosfærens drivhusgasser og i forskellige typer skyer.

Mennesket påvirker især klimaet gennem afbrænding af fossile brændstoffer (kul, olie og gas) og gennem udslip af industrielt producerede CFC-gasser, cementproduktion og landbrugsproduktion. Der sker således i øjeblikket en ophobning af forskellige drivhusgasser i atmosfæren. I forbindelse med afbrænding udledes der også små partikler i atmosfæren, som generelt virker afkølende og altså i et vist omfang modvirker klimaeffekten fra de tiltagende koncentrationer af drivhusgasser.



Figur 2. Klimasystemet påvirkes blandt andet af varierende solaktivitet, af Jordens varierende bane om solen, af varierende vulkansk aktivitet og af menneskets udledninger af drivhusgasser og partikler

Når klimasystemet påvirkes fx på grund af ændret udstråling fra solen eller ændrede koncentrationer af drivhusgasser, vil der ske en gradvis opvarmning eller afkøling af planeten indtil en ny strålingsligevægt er indtruffet[1], dvs. nettostrålingen ved toppen af atmosfæren er nær nul. I praksis vil der i forbindelse med en påvirkning være en mængde feedbackmekanismer (tilbagekoblinger) der træder i kraft. Det betyder, at den reelle klimaændring bliver ganske anderledes end det, man umiddelbart skulle forvente ud fra en simpel strålingsbalance-overvejelse, hvor sortlegemeudstråling balancerer det indkommende sollys. Dette gælder både størrelsen og i høj grad også den geografiske fordeling af klimaændringen. Tilbagekoblinger, der forstærker en opvarmning eller afkøling kaldes positive tilbagekoblinger, og de, der medfører formindsket opvarmning eller afkøling, kaldes negative tilbagekoblinger. Et par af de vigtige tilbagekoblinger, som har afgørende betydning for klimaændringerne inden for de kommende 100 år er nævnt nedenfor.

Vanddamp tilbagekobling

Der er en eksponentiel sammenhæng mellem atmosfæres maksimale vanddampindhold og temperaturen. Blot en grads opvarmning af atmosfæren medfører at den kan indeholde ca. 7% mere vanddamp. Da vanddamp er en drivhusgas, vil et forøget vanddampindhold i atmosfæren kunne føre til en yderligere opvarmning. Altså er dette en positiv tilbagekobling. Vanddamptilbagekobling vil dog kun være effektfuld, hvis vanddampindholdet i den øvre, kolde del af troposfæren tiltager. Dette vil nemlig betyde at udstrålingen til verdensrummet i tiltagende omfang sker fra molekyler i dette høje niveau med meget lav temperatur. Relativt mere udstråling ved meget lav temperatur giver samlet set mindre energitab til verdensrummet og dermed mere opvarmning ved jordoverfladen end hvis udstrålingen var sket fra varmere molekyler.

Sky-tilbagekobling

Den samlede betydning fra alle skyer på Jorden er afkølende (≈ -20 W/m^2). Der sker forskellige ændringer i skyernes karakter, når klimaet opvarmes. Nogle steder vil skymængden aftage, mens

---

[1] Når drivhuseffekten tiltager er den øjeblikkelige effekt set fra et planetært synspunkt, at mængden af infrarød udstråling til verdensrummet aftager.

den vil tiltage andre steder. Disse ændringer hænger sammen med ændringer i atmosfærens strømninger og stabilitetsforhold (dvs. temperaturfaldet med højden). Som nævnt ovenfor tilbagekaster skyerne solens stråler til rummet (en afkølende effekt), men de øger også drivhuseffekten. Af disse årsager kan der være tale om både negative og positive tilbagekoblinger fra skyer. Den samlede tilbagekobling fra skyer er usikker og kræver fortsat udforskning.



Figur 3. Cirrus skyer (til venstre) virker ofte opvarmende på klimaet, fordi de giver et stor bidrag til drivhuseffekten og har lille albedo. Stratocumulus (til højre) virker kraftigt afkølende på klimaet fordi de kun giver et lille bidrag til drivhuseffekten, men normalt har meget stor albedo (de er meget hvide set ovenfra).

Sne/is-tilbagekobling

Måske den mest kendte tilbagekobling: En generel opvarmning vil medføre en reduktion (ved smeltning) af snedækket over kontinenterne og havisdækket over oceanerne. Dette medfører mindre tilbagekastning af sollys til verdensrummet og dermed til en yderligere opvarmning. Altså en positiv tilbagekobling.

BEREGNING AF KLIMAÆNDRINGER OG VARIATIONER: KLIMAMODELLER

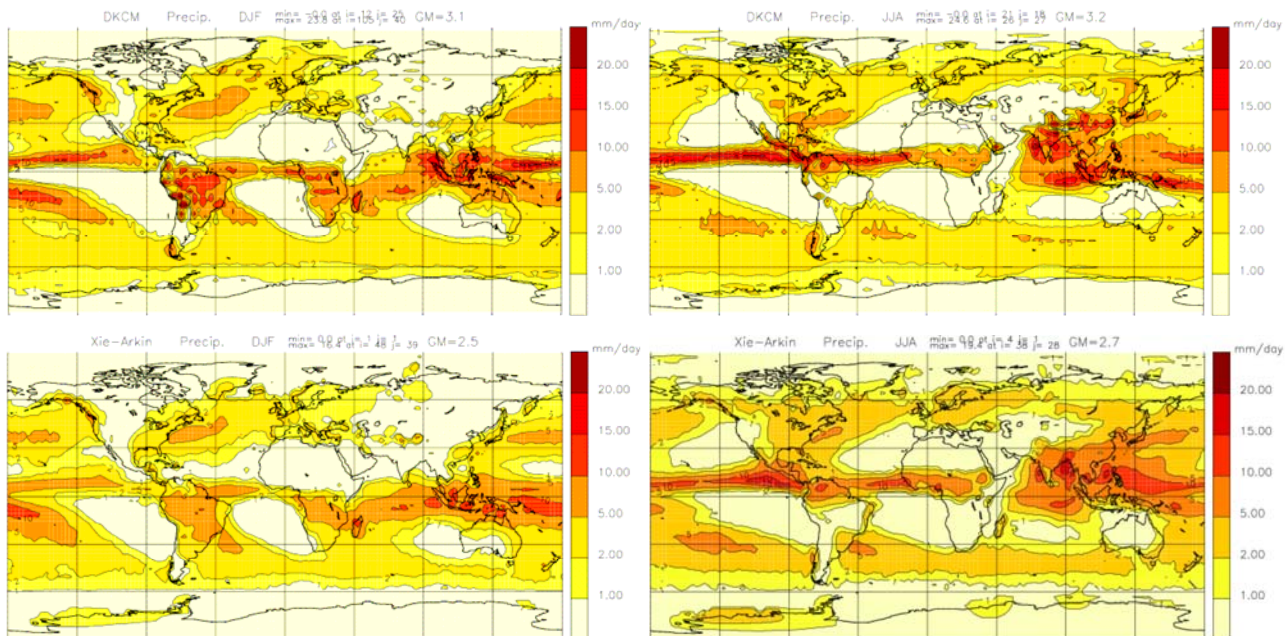
Det er i høj grad feedbackmekanismer, som udformer de klimaændringer, der indtræffer, efter atmosfærens strålingsforhold er ændret. Disse mekanismer er mangfoldige, de vekselvirker med hinanden gennem klimasystemets komponenter og de er ikke alle velforståede. Det er således ikke muligt på simpel vis at inkludere dem i en beregning over fremtidens klimaændringer. Derfor må man ty til beregninger med store globale klimamodeller. En forståelse af klimamodellers opbygning er vigtig for at kunne forholde sig til de ændringer, de simulerer.

En klimamodel er et meget stort computerprogram, der er opbygget i komponenter, hvor processer og strømninger i de enkelte dele af det virkelige klimasystem simuleres. En del nye klimamodeller inkluderer kulstofprocesser og udvekslinger af kulstof mellem atmosfæren og oceanerne samt landmasserne (inkl. de øverste jordlag). Visse klimamodeller har desuden en komponent, der løbende simulerer udviklingen i typen og tætheden af plantevækst, fordi dette har stor betydning for overfladens albedo og dens hydrologiske egenskaber. De to mest grundlæggende komponenter i en klimamodel er den atmosfæriske og den oceaniske.

Atmosfærisk komponent

Den atmosfæriske komponent af en moderne klimamodel er i princippet opbygget som en vejrprognosemodel. En væsentlig forskel mellem klimamodeller og vejrprognosemodeller er dog, at de fysiske processer – specielt stråling og konvektion – i en klimamodel beregnes mere nøjagtigt,

hvilket ikke altid er nødvendigt, hvis man ”blot” skal beregne en vejrprognose en uge frem. Desuden er der normalt flere typer variable, der simuleres i en klimamodel end i en vejrprognosemodel. Nogle klimamodeller simulerer således udviklingen i op til 100 forskellige variable, der beskriver processer og udviklingen i koncentrationer af kemiske stoffer samt sammensætningen og typen af aerosoler.



Figur 4. Øverst tv: Gennemsnitlig nedbør i månederne dec-jan-feb simuleret over mange år i den atmosfæriske komponent af en moderne klimamodel fra DMI. Til højre tilsvarende for jun-jul-aug. Nederst vises satellitbaserede estimater af nedbøren for de samme måneder. Enhed: mm/dag. Bemærk der er betydelig usikkerhed på størrelsen, men ikke fordelingen, af den ”målte” nedbør.

På grund af begrænsninger i computerkraften i selv verdens kraftigste computere er man nødt til at bruge væsentlig mere grovmaskede modeller, når der skal gennemføres klimasimuleringer henover mange århundreder, end når der er tale om beregningen af en vejrprognose en uge frem. Den typiske horisontale udstrækning af beregningskasserne i de mest avancerede moderne (årgang 2006) globale klimamodeller er omkring 100-200 km, og der er omkring 30-60 niveauer i lodret retning. En sådan opløsning er tilstrækkeligt til at simulere atmosfærens generelle cirkulation ganske overbevisende. Fx dannes og opløses de velkendte barokline lavtryk ustandselig, lige som man ser i den virkelige verden. Fejlene i forhold til de klimatologiske observationer er generelt så små, at man er ganske sikker på, at den grundlæggende fysik, modellerne er baseret på, er korrekt. Figur 4 viser den gennemsnitlige nedbør simuleret i en moderne klimamodel i hhv. månederne dec-jan-feb og jun-jul-aug. Man har desværre ikke gode globale målinger fra Jordens overflade at sammenligne med. Man kan dog estimere nedbøren ud fra satellitdata. Det kan ses, at selve fordelingen af områder med nedbør simuleres fint af modellen sammenholdt med satellitdata. Usikkerheden på den ”observerede” globale gennemsnitsnedbør er langt større end de fleste forestiller sig. Selv om modellens nedbør generelt ser ud til at være større end den observerede nedbør, kan man ikke benytte figuren til at sige, at modellen simulerer for meget nedbør.

Selv om de nye generationer af den atmosfæriske komponent i klimamodeller generelt virker overbevisende sker der løbende forbedringer af modellernes beskrivelse af den grundlæggende atmosfæriske fysik.

Oceankomponenten i klimamodeller

Oceanet er den komponent, der kræver næstflest computerressourcer. Denne komponent minder ganske meget om den atmosfæriske. Også her er der beregningskasser, hvori grundlæggende fysiske love benyttes til at simulere den tidslige udvikling. I oceanet er de variable, der simuleres, typisk temperaturen, saliniteten (saltholdigheden) og havstrømmene. Når ”kassestørrelsen” i ocean-komponenten er omkring 50-100 km kan mange grundlæggende træk ved oceanets cirkulation simuleres. Det gælder fx oceanets såkaldte termohaline cirkulation og det nordatlantiske strømsystem (inkl. Golfstrømmen). Ligesom for atmosfærekomponenten er der i det virkelige ocean en del vigtige processer, som foregår meget lokalt – dvs. på mindre rumlig skala end modellens beregningskasser. I begge komponenter må effekten af disse processer beskrives særskilt ud fra den aktuelle tilstand i modellens ”kasser”.

Den samlede klimamodel simulerer mange realistiske træk ved det observerede oceanklima som fx ENSO – dvs. modellen simulerer i visse beregningsår en kraftig El Niño begivenhed og i andre en La Niña.

Sådan køres en klimamodel

En klimasimulering startes med en bestemt udgangsposition. Dvs. at man i alle atmosfæriske kasser sætter startværdier for temperatur, vind, tryk, vanddamp osv. I de oceaniske kasser sættes startværdier for temperatur, saltholdighed, havstrømme osv. Herefter benytter man de fysiske love til at foretage små skridt fremad i tiden. Tidsskridtene i atmosfæren er typisk på 10-30 minutter, medens de er noget længere i oceanet. Man begynder altså med at beregne værdien af alle variable et tidsskridt efter udgangspositionen, og derefter fortsætter man med det næste tidsskridt osv., indtil man har foretaget beregningen i så mange år, som man ønsker (ofte flere hundreder til tusinder af år).

I klimamodeller beregnes udvekslingen af information mellem de forskellige komponenter løbende. Fx udveksler atmosfære og oceankomponenterne en eller normalt adskillige gange i døgnet lokale informationer om energi, mængden af fordampet vand og atmosfærens ”træk” i oceanet.

Der kræves kraftige computere til at foretage simuleringer med en klimamodel og ligesom for vejrprognoser er det et af de teknologiske områder, hvor verdens allerhurtigste computere benyttes.

Er en klimamodel og en vejrprognosemodel det samme?

Som nævnt ligner en klimasimulering en almindelig beregning af en vejrudsigt, idet de atmosfæriske vejrprognose-modeller grundlæggende er opbygget på samme måde som klimamodeller. Der er dog een fundamental forskel, som er meget vigtig at indse: I en vejrudsigtsmodel er resultatet efter fx 3 dages beregning fuldstændig afhængig af den præcise udgangsposition, man benytter ved starten af simuleringen. Kvaliteten af vejrudsigten afhænger med andre ord af de vejrobservationer, der bestemmer udgangspositionen. Hvis vejrberegningen fortsættes væsentlig længere frem end ca. 10-20 dage, vil resultatet normalt passe dårligt med det øjeblikkelige vejr, der observeres til den tid. Dette skyldes, at atmosfæren har en såkaldt kaotisk opførsel, der gør, at præcise vejrforudsigelser længere end nogle uger frem, aldrig vil blive mulige. I en klimamodel foretages meget lange simuleringer, og det, man går efter her, er *ikke* at beskrive, hvor og hvornår konkrete vejrhændelser indtræffer. Det forhindrer den kaotiske opførsel nemlig, at man kan. Formålet er derimod at efterligne *klimaet*, dvs. det observerede gennemsnit over lang tid samt typen og størrelsen af variationerne omkring dette gennemsnit. I en klimasimulering er den

atmosfæriske udgangsposition ikke særlig vigtig (i praksis må den dog ikke være fuldkommen urealistisk), fordi modellen populært sagt glemmer den efter nogle få ugers beregning.

Formålet med en klimamodel

Et grundlæggende formål med en klimamodel er at simulere klimaets følsomhed. En klimamodel simulerer som nævnt klimaets udvikling på basis af grundlæggende fysiske love. Grundlæggende er den *ikke* opbygget på basis af eventuelle observerede sammenhænge i det nuværende klima eller sammenhænge, man har fundet i tidligere tiders klima. Det er vigtigt, ikke at indbygge sådanne sammenhænge i en klimamodel, fordi man måske så ikke kan beskrive fremtidige *ændringer* i sammenhængene. *Betydningen af de forskellige tilbagekoblingsmekanismer (sne-is-albedo, vanddamp, sky) er således ikke fastsat på forhånd, når en klimasimulering gennemføres. Disse tilbagekoblinger skal simuleres af modellen ud fra den grundlæggende fysik, den er baseret på*.

I klimasimuleringer "påvirker" man ofte modellen med fx variable mængder af de forskellige drivhusgasser hvilket gør at modellens strålingsberegninger for infrarød stråling giver andre resultater (drivhuseffekten i modellen påvirkes). Ligeledes kan man påvirke modellen ved at ændre på solens energiudstråling, ved at indsætte vulkanske aerosoler i stratosfæren samt meget andet.

Regionale klimamodeller

Til brug for undersøgelser af mulige fremtidige ændringer i klimaekstremer på lille rumlig skala benyttes særlige regionale klimamodeller. Der er tale om modeller, som kan fortolke de regionale klimaændringer, som de globale klimamodeller simulerer. Regionale klimamodeller har et langt mere fintmasket gitternet (typisk ned omkring 10 km (i 2006)) end de globale modeller. De anvendes blandt andet til undersøgelser af kraftig nedbør og voldsomme storme. Regionale klimamodeller er også egnede til at fortolke, hvorledes de gennemsnitlige klimaændringer bliver i nærheden af fx bjergkæder eller kyster. Dette skyldes, at beregningskasserne i de globale modeller er så store, at bjergene er temmelig udglattede, og at grænsen mellem land og hav er meget grov.

For en nærmere gennemgang af resultater omkring Danmark opnået med regionale klimamodeller henvises til afsnit om regionale klimaændringer af Ole Bøssing Christensen fra Danmarks Klimacenter.

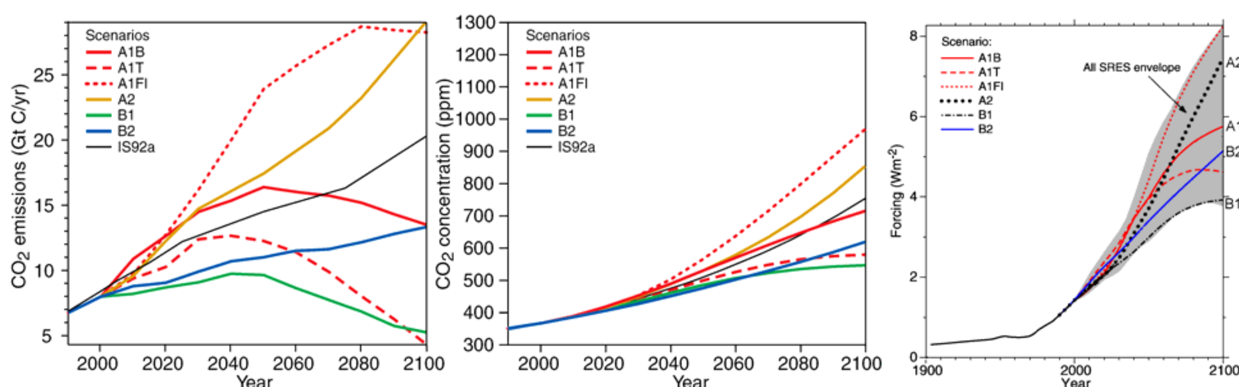
FREMTIDENS GLOBALE KLIMAÆNDRINGER

Som gennemgået ovenfor har drivhusgasserne stor betydning for at holde Jordens klima så varmt, som det faktisk er. Desuden har drivhusgasserne været vigtige medspillere i de klimavariationer, der har været igennem Jordens udvikling. Udover udledninger af drivhusgasser påvirker vi mennesker også klimaet på en række andre måder, især gennem udsendelse af små partikler, de såkaldte aerosoler, der generelt virker afkølende på klimaet: Dels virker de fleste aerosoler i sig selv afkølende, fordi de reflekterer solens lys, dels har aerosolerne betydning for dannelsen og karakteren af atmosfærens skyer.

Det internationale panel for klimaændringer, IPCC, har opstillet en række scenarier, som beskriver forskellige mulige udviklinger i verdens økonomi, teknologi, befolkninger og kulturer. På basis af disse har man estimeret fremtidens menneskeskabte udslip af drivhusgasser og aerosoler. Når udslipsscenarierne er fastlagt, kan man estimere, hvor store koncentrationerne i atmosfæren bliver og dermed, hvor stor den klimatiske påvirkning bliver. Et af hovedresultaterne i denne forbindelse er, at selv om man nu begynder at mindske udslippene, vil koncentrationerne fortsætte med at stige i

mange år endnu. Dette skyldes, at oceaner og landmasser kun kan nå at ”opsuge” omkring halvdelen af de nuværende udslip. Først når koncentrationer og udslip har nået et niveau, hvor de naturlige dræn af drivhusgasser kan følge med udslippene vil koncentrationerne i atmosfæren kunne begynde af falde. En yderligere forsinkende faktor er, at selve klimaet regerer meget trægt på påvirkninger som fx tiltagende drivhuseffekt. Dette skyldes oceanernes store varmekapacitet. Implementering af fx Kyoto-aftalen, vil derfor først have en målbar klima-effekt fra om ca. 50-100 år og især derefter.

Figur 5 viser de totale udslip af CO_2, de deraf følgende beregnede koncentrationer og den totale klimatiske påvirkning (også fra andet end CO_2) i perioden fra 1990 til 2100 for alle disse scenarier. Der er generelt tale om meget store stigninger i klimapåvirkningen i forhold til det, vi har set fra førindustriel tid til nu. Bemærk at selv om udslippene af CO_2 er aftagende fra om ca. 50 år eller før i flere af scenarierne, forsætter stigningen i koncentrationer og klimapåvirkning helt frem til år 2100.



Figur 5. Venstre del viser grafer over forskellige IPCC scenarier for udslip til atmosfæren af kuldioxid (CO_2) udtrykt i milliarder tons kul per år. Den midterste del viser de tilsvarende koncentrationer i atmosfæren udtrykt i antal molekyler per million luftmolekyler. Højre del viser den omtrentlige samlede ændring i strålingspåvirkning (dvs. energipåvirkning i Watt pr. kvadratmeter) i forhold til førindustriel tid. I den højre figur er medtaget effekten af alle typer gasser og partikler – altså ikke kun CO_2.

Beregnede globale klimaændringer

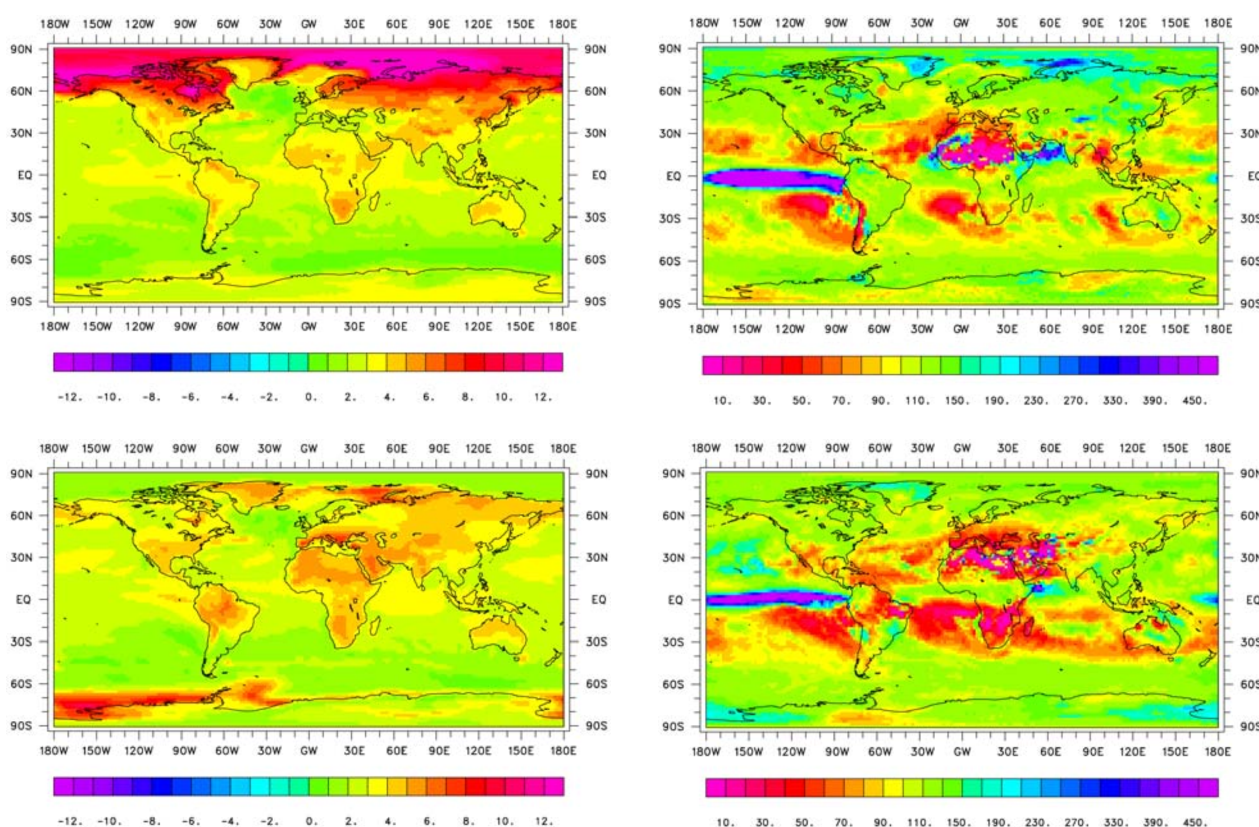
Danmarks Klimacenter ved DMI har anvendt en global klimamodel udviklet ved Max-Planck Instituttet i Hamborg til at beregne, hvor store klimaændringerne bliver som konsekvens af forskellige scenarier. Det skal bemærkes, at denne model har en følsomhed, som er tæt på gennemsnittet af andre ”state of the art” klimamodeller. Dvs. at klimaændringerne, som modellen simulerer, når den påvirkes med fx sol, vulkaner eller drivhuseffekt, hverken er særlig store eller særlig små i forhold til det, som andre modeller giver. Denne model er også ganske repræsentativ mht. de generelle regionale klimaændringer. Nogle få resultater fra en simulering med udslips-scenariet A1B er vist i figur 6. Som det ses, simuleres der store stigninger i vintertemperaturen i de arktiske egne inden for de næste 100 år. Der er flere årsager til, at de største temperaturstigninger indtræffer i Arktis. To af de vigtigste er:

- Sne-is albedo tilbagekoblingen medfører i sig selv, at opvarmningen bliver stærkest i de arktiske egne. Om vinteren virker denne mekanisme naturligvis ikke, men da havet er blevet varmet ekstra op om sommeren med mindre havis, bidrager denne tilbagekobling også til de høje vintertemperaturer.
- Der transporteres mere vanddamp til arktiske egne i et varmere klima. Når den ekstra vanddamp kondenserer i skyerne, frigives der mere varme end i dag.

Man kan med rette spørge, hvorfor sommertemperaturerne i Arktis næsten ikke stiger i klimamodellen. Dette skyldes, at så længe der er blot lidt havis tilbage i modellen om sommeren, vil havtemperaturen nær ved overfladen ikke stige ret meget over frysepunktet. Og da modellen har lidt is tilbage i det arktiske ocean i det viste A1B scenario om sommeren, vil også lufttemperaturen over havet i fremtiden – ligesom i dag – ikke være særligt meget over frysepunktet.

De store stigninger i Arktisk nedbør – især om vinteren – hænger både sammen med den forøgede transport af vanddamp mod polegnene og med, at der fordamper mere vand lokalt i de arktiske egne. Et typisk træk, som hænger sammen med de store arktiske temperaturstigninger om vinteren, er et betydelig fald i det gennemsnitlige lufttryk over Arktis. Sammen med trykfaldet sker der en ændring i vindene, så der i gennemsnit blæser lidt mere vestenvind ind mod Europa.

Som det kan ses af figur 6, er der mange steder i subtroperne og den varmere del af de tempererede egne, hvor klimamodellen simulerer et fald i nedbøren. Dette hænger bl.a. sammen med en forstærket cirkulation i den såkaldte Hadley cellen. Når denne cirkulation er stærk, er nedsynkning af luft i de subtropiske højtryksområder også særlig stærk, og det bliver derfor ekstra tørt her.



Figur 6. Simuleringer af klimaændringer ifølge IPCC's såkaldte A1B scenario gennemført ved DMI med ECHAM5/OM klimamodellen. Til venstre vises ændringen i temperatur (°C) og til højre vises den procentuelle mængde nedbør i årene 2071 til 2100 relativt til mængden i årene 1961 til 1990 (bemærk omvendt farveskala for nedbøren). Øverst vises gennemsnittet for månederne dec-jan-feb og nederst for månederne juni-juli-aug.

Det er IPCC's generelle vurdering, at de globale temperaturer sandsynligvis vil stige med 1,4-5,8 grader inden for de næste hundrede år set i forhold til førindustriel tid. Usikkerheden i tallet dækker dels over usikkerhed i de fremtidige udslip af drivhusgasser og skæbnen af disse gasser i klimasystemet, dels over begrænsninger i beskrivelsen af klimaets fysik i computermodeller.

Ændringer i vandets kredsløb i et varmere klima

Som nævnt ovenfor kan en varmere atmosfære indeholde markant mere vanddamp end en kold. Stigende temperatur i atmosfæren vil derfor alt andet lige føre til forstærket hydrologisk cyklus, dvs. stigende fordampning fra overfladen og stigende nedbør. Dette hænger sammen med, at frigivelse af latent varme i forbindelse med kondensation af vanddamp i atmosfæren med dannelse af skyer og nedbør er en drivende og høj grad selvforstærkende faktor for mange atmosfæriske cirkulationssystemer. Desto mere vanddamp ("brændstof") der er til rådighed for kondensation desto kraftigere udvikling af de atmosfæriske cirkulationssystemer og dermed yderligere fordampning og kondensation. Denne sammenhæng gælder for stort set alle vejrets rumlige skalaer. Her blot to eksempler:

- De generelle cirkulationer i hele det tropiske område vil forstærkes med kraftigere opstigning og nedbør langs ækvator og kraftigere nedsynkning (dvs. udtørring) i de subtropiske nedsynkningsområder. Altså hvor det regner vil det regne mere, og hvor det er tørt, bliver det endnu tørrere. Mange klimamodeller har også en tendens til at forstærke eller forskubbe monsun-områderne – men her er billedet mere uldent.
- Kraftig nedbør over Danmark kan blive kraftigere. Dette gælder både kraftige konvektive vejrsystemer med tordenvejr og cirkulationer på større skala, der kan føre til, at nogle uger – eller endog måneder – bliver væsentlig mere nedbørsrige, end det er muligt med den nuværende atmosfære over Danmark. På den anden side medfører den forøgede cirkulation også, at de områder, hvor luften synker bliver mere udtalte og breder sig. Dvs. at den tid, der går mellem det regner, bliver længere, og at der i et givet år kan komme endnu større geografiske forskelle på nedbørsfordelingen, end vi kender i dag.

HVOR SIKRE KAN VI VÆRE?

Man kan med rette spørge:

- Er de scenarier for udslip af drivhusgasser, der foreligger overhovedet realistiske?
- Kunne der være hidtil ukendte klimatiske tilbagekoblinger, som forstærker den menneskeskabte klimaændring endnu mere end beregnet i klimamodellerne?
- Kan der indtræffe pludselige ændringer i oceanstrømmene, så vi får istid på kort tid som i filmen "The Day After Tomorrow"?
- Kan det tænkes, at pludselige ændringer i solens aktivitet eller store vulkanudbrud helt vil overdøve de menneskeskabte klimaændringer?

Dette er vanskelige spørgsmål, som der ikke kan svares entydigt på, men de giver anledning til en usikkerhed i de forventede fremtidige klimaændringer.

Med hensyn til udslippene – det første spørgsmål – arbejdes der i praksis med en meget bred vifte af muligheder som vist ovenfor, og forskellen i de klimaændringer, der knytter sig til de forskellige

scenarier, svarer isoleret set til en usikkerhed i globale temperaturstigninger på omkring ±1.0°C inden for de kommende 50-100 år.

Omkring samme usikkerhed skønnes at knytte sig til andet spørgsmål. Man kan fx se, at to forskellige klimamodeller, der behandler tilbagekoblingsprocesserne på forskellig måde, kan give forskellige globale temperaturstigninger, selvom de to modeller påvirkes med de samme koncentrationer af drivhusgasser og aerosoler. Også tilbagekoblinger relateret til kulstoffets kredsløb giver et bidrag til usikkerheden i andet spørgsmål.

Filmen ”The Day After Tomorrow” var i høj grad inspireret af de pludselige klimaudsving – såkaldte Dansgaard-Oeschger (D-O) begivenheder – man ved fandt sted under sidste istid, og som involverede ændringer i oceancirkulationen i Atlanterhavet. Filmen er på mange måder urealistisk, men hvis denne type klimaudsving virkelig indtraf i dag, ville det give væsentlig afkøling på høje breddegrader på den nordlige halvkugle inklusive Europa. Klimamodellerne burde i princippet kunne simulere D-O begivenheder. Man har dog endnu ikke haft tilstrækkelig computerkraft til at gennemføre de meget lange simuleringer (mange tusind år), der skal til for at vise, at de rent faktisk også gør det under istidslignende forhold. Alle de mange hundrede scenarieberegninger, der er foretaget med avancerede globale klimamodeller over fremtidens klima, viser global opvarmning, men ingen af dem viser tegn på egentlige D-O begivenheder som følge af opvarmningen. Ved meget hurtige stigninger i drivhusgaskoncentrationerne kan nogle modeller simulere et nedbrud i oceancirkulationen i Nordatlanten, men dels fører dette ikke til noget egentlig fald i temperaturerne i Europa og dels genetableres cirkulation relativt hurtigt. Det er sandsynligt, at D-O begivenheder er et fænomen som kun finder sted, når klimaet er koldt. Fx viser de nyeste borekerner fra Grønlands Indlandsis, at klimaet under sidste varme mellemistid – Eem – for ca. 100.000 år siden var stabilt og uden D-O begivenheder.

Til det fjerde spørgsmål kan der kun svares ja. Den største ”trussel” er umiddelbart den, at et meget kraftigt vulkanudbrud kan føre til kraftig global afkøling. Sådanne udbrud er dog ekstremt sjældne, så statistisk set er det ikke særlig sandsynligt. Det seneste udbrud (”Lake Toba” på Sumatra) fandt sted for 75.000 år siden. En længere periode uden den normale afkølende vulkanske aktivitet kunne også indtræffe med netto-opvarmning til følge. Variationer i solens aktivitet har næppe den samme store klimatiske betydning som vulkaner har haft, selv om en indirekte solpåvirkningsmekanisme der involverer kosmisk stråling og skyer potentielt kunne give en vis ekstra opvarmning eller afkøling. I alle tilfælde er meget store klimapåvirkninger fra sol og vulkaner sjældne, og der har i hvert fald ikke været nogen i de seneste 10.000 år, hvor klimaet har været stabilt og helt uden globale variationer af den størrelsesorden, der ventes som følge af tiltagende menneskeskabt drivhuseffekt inden for de kommende 50-100 år.